Zur Thermodynamik der Passat-Grundströmung

Inaugural-Dissertation

zur Erlangung der Doktorwürde
genehmigt von der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Friedrich-Wilhelms-Universität zu Berlin

von

Jeou-jang Jaw
aus Wuschin, China

Tag der Promotion: 24. September 1937
Tag der mündlichen Prüfung: 9. Juni 1937

Druck: F. Mitzlaff / Hofbuchdruckerei Rudolstadt i. Thür.

N 52

Referenten: Professor Dr. H. von Ficker
Professor Dr. A. Defant

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

INHALTS-ÜBERSICHT

Seite

1. Einleitung 5
2. Beobachtungsgrundlagen 6
3. Mathematische Behandlung der Energie-Akkumulation in der Passat-Grundströmung 7
4. Numerische Berechnungen 12
   a) Temperatur- und Feuchtigkeits-Verteilung in der Passatgrundströmung . 12
   b) Energie-Akkumulation in der Passatgrundströmung 16
5. Zusammenfassung 20

Tabellen 21

Literaturnachweise 24

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41535726_0100

1. EINLEITUNG.

Die Bedeutung der Passate für den Energiehaushalt der Atmosphäre erscheint durch die kürzlich erschienenen Untersuchungen H. v. Fickers[1, 2] in einem ganz neuen Licht: Die Passate, genauer die Passat-Grundströmungen zwischen Meeresoberfläche und Passatinversion, spielen die Rolle großer Energie-Akkumulatoren. Es ist dies ein Gesichtspunkt, der in den klassischen Arbeiten von H. U. Sverdrup[3] und R. Wenger[4] zur Mechanik und Thermodynamik der Passate noch nicht in Erscheinung tritt. Die energieakkumulierende Wirkung der Passate kommt nach der Auffassung v. Fickers folgendermaßen zustande: Der Passat jeder Hemisphäre, also z. B. der Nordostpassat der Nordhemisphäre, bildet kein einheitliches Strömungssystem, sondern besteht in seinem vertikalen Aufbau aus zwei, durch die Passatinversion voneinander geschiedenen Strömungen: 1. einer relativ kühlen, aber feuchten Grundströmung zwischen Meeresoberfläche und Passatinversion, und 2. einer relativ warmen und dabei trockenen Strömung oberhalb der Inversion. Beide Strömungen sind (im Mittel) äquatorwärts gerichtet, werden aber aus verschiedenen Quellen gespeist. Die trockene Oberströmung ist ein rückkehrender Ast des Antipassats, während sich die Grundströmung an der polaren Seite des Subtropenhochs hauptsächlich durch Luftmassen regeneriert, die dort aus der Westwindzone in den Passatkreislauf einbezogen werden, und diese Luftmassen der Grundströmung sind die „energie-akkumulierenden Substanzen". Indem sie sich nämlich infolge ihrer äquatorwärts gerichteten Strömungskomponente über wärmere Meeresteile hin ausbreiten, erfahren sie durch diese eine zweifache Energiezufuhr: Sie gewinnen zunächst thermische Energie durch Anheizung von der Meeresoberfläche aus, zugleich nehmen sie große Energiemengen in Form latenter Wärme des von der Meeresoberfläche verdunstenden Wassers auf. Die unmittelbar oberhalb der Meeresoberfläche von den Luftmassen der Grundströmung aufgenommenen Energiemengen werden nun durch dynamische Turbulenz nach aufwärts transportiert, aber dieser vertikale Energiestrom findet an der die Grundströmung in der Höhe abschließenden Passatinversion praktisch sein Ende, indem die stabile Schichtung der Inversionsschicht jeden Austausch durch dieselben hindurch fast vollkommen unterbindet. Somit muß die ganze aufgenommene Energie in der Grundströmung verbleiben, dort akkumuliert und somit den Tropen zugeführt werden.

Bedenkt man die Größe der Areale der Passatgebiete auf der Erde, die geringe Bewölkung dieser Gebiete und damit die günstigen Bedingungen für die Zufuhr solarer Energie dortselbst, so erkennt man, daß der Energieakkumulation in den Passatgebieten eine große, vielleicht ausschlaggebende

Bedeutung für die Energieumsetzungen der ganzen Atmosphäre zugesprochen werden muß. Quantitative Bestimmungen der Energiespeicherung in den Passatgebieten sind daher vielleicht dazu berufen, unsere bisherigen Vorstellungen über die Energetik der Atmosphäre einer gewissen Revision zu unterziehen.

Nun hat bereits H. v. Ficker [5]) durch geschickte Kombination von Beobachtungsdaten aus dem nordatlantischen Passatgebiet die Energieakkumulation in der Grundströmung des Nordostpassats berechnet und von der Größenordnung von 10 kg cal/kg gefunden. Der überraschend hohe Betrag regt zu einer Nachprüfung dieses Ergebnisses nach einer anderen Methodik an. In vorliegender Arbeit soll dieser Fragenkomplex : Energieakkumulation in der Passatgrundströmung, Verteilung von Temperatur und spezifischer Feuchtigkeit dortselbst, im Zusammenhang mit der Theorie des „Austausches" (Wilh. Schmidt) behandelt werden. Die Berechnung der Energieakkumulation in der Passatgrundströmung werden wir mit den Fragen verknüpfen, ob die durch die Beobachtungen gegebene Temperatur- und Feuchtigkeitsverteilung in der Grundströmung auf Grund der Theorie des Austausches erklärt werden kann, welche Größe der „Austauschkoeffizient" dazu haben muß, unter besonderer Untersuchung der Frage, ob die Austauschkoeffizienten für Temperatur und Feuchtigkeit miteinander identisch sind. Dabei werden wir unsere Untersuchungen auch auf den atlantischen Südost-Passat erstrecken, während wir leider den pazifischen Passat mangels Beobachtungsunterlagen außer Betracht lassen müssen.

2. BEOBACHTUNGSGRUNDLAGEN.

Wir benutzen in unserer Untersuchung das ältere Material von Teisserenc de Bort—L. Rotch [8]) und Hergesell [9]), dazu die neueren Beobachtungsergebnisse der „Meteor"-Expedition[7]); dieses gesamte über das atlantische Passatgebiet vorliegende Beobachtungsmaterial ist bereits für den NE-Passat in der eingangs zitierten Arbeit H. v. Fickers übersichtlich zusammengestellt; über den atlantischen SE-Passat liegt eine kurze Arbeit von Reger [6]) vor. Da wir zur mathematischen Behandlung unserer Aufgabe das Bild der Passatgrundströmung durch folgende Vereinfachungen idealisieren müssen:

1. Konstante Höhe der Inversion für jedes (NE- bzw. SE-) Passatgebiet,
2. Konstante Windgeschwindigkeit in jeder Passatgrundströmung,

beides unter Voraussetzung stationärer Verhältnisse, ermitteln wir aus den von H. v. Ficker zusammengestellten Daten

1 a) die mittlere Höhe der Inversion im NE-Passat zu 1300 m,
2 a) die mittlere Höhe der Inversion im SE-Passat zu 1500 m,

sowie

2 a) die mittlere Windgeschwindigkeit im NE-Passat zu 9 m/sec.,
2 b) die mittlere Windgeschwindigkeit im SE-Passat ebenfalls zu 9 m/sec.

Ferner brauchen wir zur Kontrolle der theoretischen Berechnungen die mittlere vertikale Verteilung von Temperatur und spezifischer Feuchtigkeit für verschiedene Breitengrade in den Passatgebieten. Diese Werte wurden aus den „Meteor"-Beobachtungen durch zonale Mittelwertbildung berechnet; sie sind in den Tab. 4 und 5 zusammengestellt.

3. MATHEMATISCHE BEHANDLUNG DER ENERGIE-AKKUMULATION IN DER PASSAT-GRUNDSTRÖMUNG.

Zwecks mathematischer Behandlung der Energie-Akkumulation in der Passat-Grundströmung gehen wir von der Differentialgleichung des Austausches

$$1) \qquad \frac{ds}{dt} = \mu^2 \frac{\partial^2 s}{\partial z^2}$$

aus. Hierin bedeutet S die Austauscheigenschaft pro Masseneinheit,

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + v_x \frac{\partial}{\partial x} + v_y \frac{\partial}{\partial y} + v_z \frac{\partial}{\partial z}$$

ist der substantielle Differentialoperator, und in der Abkürzung

$$2) \qquad \mu^2 = \frac{A}{\varrho}$$

bedeutet ϱ die Dichte und A den Wilh. Schmidtschen Austauschkoeffizienten[10]) der betrachteten Austauscheigenschaft S. Das verwendete Koordinatensystem (x, y, z) sei ein Kartesisches Rechtssystem mit der Vertikalkoordinate z, das wir so orientieren können, daß die x-Achse die Richtung der Passat-Grundströmung hat, so daß $v_y = 0$ ist und die Gleichung (1) sich auf

$$3) \qquad \frac{\partial s}{\partial t} + v_x \frac{\partial s}{\partial x} + v_z \frac{\partial s}{\partial z} = \mu^2 \frac{\partial^2 s}{\partial z^2}$$

reduziert.

Wie bereits oben bemerkt, setzen wir aus mathematischen Gründen die Passatinversion, also die obere, als Austausch-Sperrschicht wirkende Begrenzung der Grundströmung, als horizontal verlaufend voraus und können deshalb die Grundströmung als horizontale Strömung auffassen. Ferner sind wir für unsere energetischen Betrachtungen berechtigt, den Passat als stationäres System aufzufassen, so daß sich die Gleichung (3) weiter in

$$4) \qquad v_x \frac{\partial s}{\partial x} = \mu^2 \frac{\partial^2 s}{\partial z^2}$$

vereinfacht.

Die Passatwindgeschwindigkeit v_x ist im allgemeinen eine Funktion der Horizontalkoordinate x und der Höhe z, und das gleiche gilt für den Austauschkoeffizienten A; die Gleichung (1) entspricht dann der Taylortschen Formulierung des Austauschproblems[11]). Wegen der mathematischen Schwierigkeiten sowie wegen unserer bisher noch ungenügenden Kenntnisse über die Abhängigkeit des Austauschkoeffizienten von der Höhe wollen wir jedoch die x- und z-Abhängigkeit von A und v_x hier außer Betracht lassen,

wir setzen also A und v_x als Konstante bei den folgenden Rechnungen voraus, bemerken aber noch, daß es auch genügen würde, das Verhältnis

5) $$\frac{\mu^2}{v_x}$$

als konstant anzunehmen, doch wollen wir der durchsichtigeren Deutung der Ergebnisse halber die erste Auffassung beibehalten. Es bedeutet dann

6) $$\tau = \frac{x}{v_x}$$

die Zeit, die die Passatgrundströmung zur Zurücklegung der Strecke x benötigt, und die Gleichung (4) kann in der Form

7) $$\frac{\partial s}{\partial \tau} = \mu^2 \frac{\partial^2 s}{\partial z^2}$$

geschrieben werden. Für $x = 0$ wählen wir die polare Grenze des Passatgebiets.

Ein partikuläres Integral unserer Gleichung (7) ist

$$e^{-\alpha\tau}(A \cos \beta z + B \sin \beta z)$$

wobei zwischen α und β die Beziehung

$$\alpha = \mu^2 \beta^2$$

bestehen muß; es wird also α durch β bestimmt, während β beliebig bleibt, so daß

8) $$e^{-\beta_n^2 \tau}\{A_n \cos \beta_n z + B_n \sin \beta_n z\}$$

für jedes β_n ein partikuläres Integral der Gleichung (7) darstellt. Wegen der Linearität der Differentialgleichung (7) ist dann jede lineare Kombination von Partikularlösungen der Form (8) wieder eine Lösung der vorgelegten Differentialgleichung (7) und daher

9) $$s(z, \tau) = \sum_0^\infty{}^n e^{-\beta_n^2 \tau}\{A_n \cos \beta_n z + B_n \sin \beta_n z\}$$

die allgemeine Lösung, in der die A_n, B_n und β_n durch die Anfangs- und Randbedingungen, die wir jetzt näher betrachten müssen, zu bestimmen sind.

Bei $x = 0$, also am polaren Rande des Passats, treten in die Passatgrundströmung die Luftmassen mit einer bestimmten vertikalen Verteilung ihrer Austauscheigenschaft s (spezif. Feuchte, Temperatur) ein; es muß also für

10) $$x = 0, \text{ oder } \tau = 0 \qquad s = F(z)$$

gegeben sein. Im weiteren Verlauf der Strömung ändert sich die anfängliche Vertikalverteilung dadurch, daß durch den Austauschvorgang in der Passatgrundströmung die von der Meeresoberfläche abgegebenen Wärme- bzw. Feuchtigkeitsmengen sich in der Grundströmung in immer größere Höhen ausbreiten, bis die Passatinversion dem Austausch eine obere Grenze setzt. Die Randbedingung

11) $$\frac{\partial s}{\partial z} = 0 \qquad \text{für } z = h$$

besagt dann, daß der Austauschstrom die Inversion in der Höhe h nicht durchdringen kann. Schließlich ist längs jeder die Meeresoberfläche tangierenden Stromlinie die Austauscheigenschaft s als Funktion des Abstandes von der polaren Grenze des Passats gegeben, also:

$$12) \qquad s = f(x) \qquad \text{für } z = 0.$$

Eine mathematisch strenge Lösung, die den obigen erwähnten Bedingungen genügt, kann zwar mittels des Duhamelschen[12, 13]) Integrals ermittelt werden, aber für numerische Rechnungen ist diese Lösung ungeeignet, weshalb wir für eine angenäherte Berechnung folgende Vereinfachung machen:

Da erstens die Höhenlage der Passatinversion, wie durch Beobachtungen bekannt ist, mit der Zeit und dem Ort sehr stark schwankt, also eine komplizierte Funktion $\varphi(\tau)$ wird, ist es aber überhaupt nicht möglich, eine solche komplizierte Funktion aus den dürftig vorhandenen Beobachtungsdaten zu ermitteln. So ist es praktischer, anstatt $h = \varphi(\tau)$ einen Mittelwert $h = h_m$ aus den vorhandenen Daten zu setzen.

Zweitens nehmen wir für die Randbedingungen an der Meeresoberfläche folgendes an: Die Passatgrundströmung fließt von ihrem polaren Rande zu dem Äquator in einem bestimmten Zeitraum τ. Nun teilen wir den Zeitraum τ in k Teile $\tau_1, \tau_2, \tau_3 \ldots \tau_k$, hier meinen wir mit τ_k den Zeitraum zwischen dem k-ten und dem (k-1)-ten Zeitpunkt. Für den Zeitraum τ_1 berechnen wir eine mittlere Temperatur $T_{m,1}$ und eine mittlere spezifische Feuchte $Q_{m,1}$ aus den Beobachtungsdaten und suchen demnach eine spezielle Lösung, die den folgenden Anfangs- und Randbedingungen:

$$13) \qquad \begin{aligned} \tau &= 0 & s_1 &= F(z) \\ z &= 0 & s_1 &= s_{m,1} \\ z &= h_m & \frac{\partial s_1}{\partial z} &= 0 \end{aligned}$$

genügt, und dadurch erhalten wir die Lösung $s_1 = s_1(\tau, z)$ für das Zeitintervall τ_1.

Für das Zeitintervall τ_2 suchen wir eine spezielle Lösung, die den folgenden Bedingungen genügen muß:

$$14) \qquad \begin{aligned} \tau &= 0 & s_2 &= s_1(\tau_1, z) \\ z &= 0 & s_2 &= s_{m,2} \\ z &= h_m & \frac{\partial s_2}{\partial z} &= 0 \end{aligned}$$

wobei hier die Zeit vom Anfang des zweiten Zeitintervalls an gezählt wird. Aus solchen Bedingungen erhalten wir die Lösung $s_2 = s_2(\tau, z)$ für das zweite Zeitintervall τ_2. Führen wir diese Prozesse analog aus, so können wir jede Lösung $s_k = s_k(\tau, z)$, die für das Zeitintervall τ_k gelten soll, erhalten. Da die Temperatur bzw. spezifische Feuchte der Meeresoberfläche sich nicht so stark mit dem Ort ändert, gibt es an sich keine merkbaren Fehler, wenn wir für jeden Zeitraum einen Tag nehmen.

Jetzt versuchen wir die spezielle Lösung, die den Bedingungen (13) entspricht, in folgender Weise darzustellen:

Setzen wir $S_1 = s_1 - s_{m,1}$, so haben wir die folgenden Bedingungen für S_1,

15)
$$\begin{aligned} &\text{für } \tau = 0 && S_1 = F(z) - s_{m,1} \\ &\text{„ } z = 0 && S_1 = 0 \\ &\text{„ } z = h_m && \frac{\partial S_1}{\partial z} = 0. \end{aligned}$$

Indem wir die Randbedingungen in die allgemeine Lösung (9) einführen, haben wir erstens

$$A_1 = A_2 = A_3 = \ldots = A_n = 0$$

und zweitens

$$\beta_n = \frac{2n+1}{2}\frac{\pi}{h_m};\ (n = 0,1,2,3,\ldots).$$

Die Lösung lautet daher

16)
$$S_1 = \sum_0^\infty{}_n B_n e^{-\left(\frac{2n+1}{2}\frac{\pi}{h_m}\mu\right)^2\tau} \sin\frac{2n+1}{2}\frac{\pi}{h_m} z.$$

Für $\tau = 0$

17)
$$S_1 = F(z) - s_{m,1} = \sum_0^\infty{}_n B_n \sin\frac{2n+1}{2}\frac{\pi}{h_m} z.$$

Unsere Aufgabe ist es nun, die Fourierschen Koeffizienten B_n zu bestimmen, die man durch folgende Integrale berechnen kann:

18)
$$B_n = \frac{2}{h_m}\int_0^{h_m}\{F(\alpha) - s_{m,1}\}\sin\frac{2n+1}{2}\frac{\pi}{h_m}\alpha\, d\alpha,$$

falls $F(\alpha)$ schon bekannt ist. Nehmen wir an, daß die Verteilung der Temperatur und spezifischen Feuchte am polaren Rande des Passats linear gegen die Höhe abnimmt, so ist $F(z) = a - bz$. Führen wir diese in (18) ein, so ergibt sich:

$$\begin{aligned} B_n &= \frac{2}{h_m}\int_0^{h_m}\{(a - s_{m,1}) - b\alpha\}\sin\frac{2n+1}{2}\frac{\pi}{h_m}\alpha\, d\alpha \\ &= \frac{4}{\pi}\frac{a - s_{m,1}}{2n+1} - \frac{8bh_m}{\pi^2}\frac{(-1)^n}{(2n+1)^2} \end{aligned}$$

und $s_1(\tau, z) = S_1(\tau, z) + s_{m,1}$

19)
$$\begin{aligned} s_1(\tau,z) = s_{m,1} &+ \frac{4(a - s_{m,1})}{\pi}\sum_0^\infty{}_n \frac{1}{2n+1} e^{-\left(\frac{2n+1}{2}\frac{\pi}{h_m}\mu\right)^2\tau} \sin\frac{2n+1}{2}\frac{\pi}{h_m} z \\ &- \frac{8bh_m}{\pi^2}\sum_0^\infty{}_n \frac{(-1)^n}{(2n+1)^2} e^{-\left(\frac{2n+1}{2}\frac{\pi}{h_m}\mu\right)^2\tau} \sin\frac{2n+1}{2}\frac{\pi}{h_m} z. \end{aligned}$$

Setzen wir für das zweite Zeitintervall τ_2 wieder $S_2 = s_2 - s_{m,2}$, so haben wir folgende Bedingungen für S_2:

$$\begin{aligned} &\tau = 0 && S_2 = s_1(\tau_1, z) - s_{m,2} \\ 20) \qquad &z = 0 && S_2 = 0 \\ &z = h_m && \frac{\partial S_2}{\partial z} = 0. \end{aligned}$$

Führen wir diese in (9) ein, so erhalten wir:

$$A_1' = A_2' = A_3' = \ldots = A_n' = 0$$

$$\beta_n' = \frac{2n'+1}{2}\frac{\pi}{h_m}; \quad (n' = 0, 1, 2, \ldots).$$

Für $\tau = 0$

$$S_2(0, z) = \sum_0^\infty{}^{n'} B_n' \sin\frac{2n'+1}{2}\frac{\pi}{h_m} z = s_1(\tau_1, z) - s_{m,2}$$

und

$$B_n' = \frac{2}{h_m}\int_0^{h_m}(s_{m,1} - s_{m,2}) \sin\frac{2n'+1}{2}\frac{\pi}{h_m}\alpha\, d\alpha$$

$$+ \frac{8(a - s_{m,1})}{h_m \pi}\int_0^{h_m}\left\{\sum_0^\infty{}^{n}\frac{1}{2n+1} e^{-\left(\frac{2n+1}{2}\frac{\pi}{h_m}\mu\right)^2\tau_1} \sin\frac{2n+1}{2}\frac{\pi}{h_m}\alpha\right\}$$

$$\sin\frac{2n'+1}{2}\frac{\pi}{h_m}\alpha\, d\alpha$$

$$- \frac{16b}{\pi^2}\int_0^{h_m}\left\{\sum_0^\infty{}^{n}\frac{(-1)^n}{(2n+1)^2} e^{-\left(\frac{2n+1}{2}\frac{\pi}{h_m}\mu\right)^2\tau_1} \sin\frac{2n+1}{2}\frac{\pi}{h_m}\alpha\right\}$$

$$\sin\frac{2n'+1}{2}\frac{\pi}{h_m}\alpha\, d\alpha.$$

Der erste Teil gibt dann

$$\frac{4}{\pi}(s_{m,1} - s_{m,2})\frac{1}{2n'+1},$$

und die letzten zwei Teile geben dann 0, wenn $n' \neq n$,

und

$$\frac{4}{\pi}(a - s_{m,1})\frac{1}{2n+1} e^{-\left(\frac{2n+1}{2}\frac{\pi}{h_m}\mu\right)^2\tau_1}$$

$$- \frac{8bh_m}{\pi^2}\frac{(-1)^2}{(2n+1)^2} e^{-\left(\frac{2n+1}{2}\frac{\pi}{h_m}\mu\right)^2\tau_1},$$

wenn $n' = n$.

Die Lösung für das Zeitintervall τ_2 ist dann

$$s_2(\tau, z) = S_2 + s_{m,2}$$

oder

$$s_2(\tau,z) = s_{m,2} + \frac{4}{\pi}(s_{m,1} - s_{m,2}) \sum_0^\infty{}^n \frac{1}{2n+1} e^{-\left(\frac{2n+1}{2}\frac{\pi}{h_m}\mu\right)^2 \tau} \sin\frac{2n+1}{2}\frac{\pi}{h_m} z$$

$$+ \frac{4}{\pi}(a - s_{m,1}) \sum_0^\infty{}^n \frac{1}{2n+1} e^{-\left(\frac{2n+1}{2}\frac{\pi}{h_m}\mu\right)^2 (\tau_1+\tau)} \sin\frac{2n+1}{2}\frac{\pi}{h_m} z$$

$$- \frac{8 b h_m}{\pi^2} \sum_0^\infty{}^n \frac{(-1)^2}{(2n+1)^2} e^{-\left(\frac{2n+1}{2}\frac{\pi}{h_m}\mu\right)(\tau_1+\tau)} \sin\frac{2n+1}{2}\frac{\pi}{h_m} z.$$

In ähnlicher Weise können wir die Lösung für jedes Zeitintervall τ_k erhalten und zwar folgendermaßen:

$$s_k(\tau,z) = s_{m,k} + \frac{4}{\pi} \sum_1^k{}^p \sum_0^\infty{}^n \frac{(s_{m,k-p} - s_{m,k-p+1})}{2n+1}$$

21)
$$e^{-\left(\frac{2n+1}{2}\frac{\pi}{h_m}\mu\right)^2 (\tau_1+\tau_2+\ldots+\tau_{k-p+1})+\tau} \sin\frac{2n+1}{2}\frac{\pi}{h_m} z$$

$$- \frac{8 b h_m}{\pi^2} \sum_0^\infty{}^n \frac{(-1)^n}{(2n+1)^2} e^{-\left(\frac{2n+1}{2}\frac{\pi}{h_m}\mu\right)^2 (\tau_1+\tau_2+\ldots+\tau_{k-1})+\tau}$$

$$\sin\frac{2n+1}{2}\frac{\pi}{h_m} z,$$

hier wird $s_{m,0}$ gleich a gesetzt.

Trotzdem die Lösung $s_k(\tau, z)$ so kompliziert aussieht, ist sie für praktische Berechnung sehr geeignet. Da diese Reihenentwicklung wegen der Exponentialfaktoren sehr rasch konvergent ist, ist es praktisch hinreichend, nur den Term für $n = o$ beizubehalten; es hat dann die Lösung für das Zeitintervall τ_k folgende sehr einfache Gestalt:

$$s_k(\tau,z) = C_k + D_k e^{-\left(\frac{1}{2}\frac{\pi}{h_m}\mu\right)^2 \tau} \sin\frac{1}{2}\frac{\pi}{h_m} z,$$

worin C_k und D_k Konstanten sind.

4. NUMERISCHE BERECHNUNGEN.

a) Temperatur- und Feuchtigkeits-Verteilung in der Passatgrundströmung.

Für Zahlenrechnungen ist es nötig, erst die mittleren Werte der Inversionshöhe h_m und der Geschwindigkeit des Passatwindes aus Beobachtungen zu bestimmen. In der Untersuchung H. v. Fickers über die Passatinversion finden wir Tabellen über Passatinversionshöhenlage für verschiedene Breiten und über die Geschwindigkeit der Passatwindes für verschiedene Breiten und Höhen, die wir hier in Tab. 1 und 2 wiedergeben.

Aus dieser Mittelwertverteilung der Inversionshöhe und Geschwindigkeit des Passatwindes benutzen wir die mittleren Werte für das ganze Gebiet

des Passats und zwar die mittlere Geschwindigkeit des Windes $V_z = 9$ m/sec für SE- und NE-Passat und $h_m = 1500$ m für den SE- und $h_m = 1300$ m für den NE-Passat. Als Anfangsverteilungen von Temperatur bzw. spezifischer Feuchtigkeit für den SE- bzw. NE-Passat wurden die in Tab. 3 angegebenen, aus den Beobachtungen abgeleiteten Werte zugrunde gelegt.

Dazu fasse ich die mittlere vertikale Verteilung der Temperatur und spezifischen Feuchtigkeit in der betreffenden Breite in den Tab. 4 und 5 zusammen.

Der Austauschkoeffizient A, der bekanntlich zwischen $10—10^2$ gr cm^{-1} sec^{-1} schwankt, ist von Hesselberg und Sverdrup[14]) im Mittel zu $A = 50$ gr cm^{-1} sec^{-1} bestimmt worden, welchen Wert wir zunächst auch für den SE-Passat annehmen. Da die Windgeschwindigkeit 9 m/sec beträgt, wird die Passatgrundströmung innerhalb eines Tages eine Strecke von 780 km zurücklegen. Das entspricht ca. 5 Breitengraden pro Tag, wenn man die Richtung des Windes noch berücksichtigt. Das SE-Passatgebiet[15]) schwankt im ganzen Jahr zwischen 30° bis 26° S. Br. und 7° N. Br. bis zum Äquator; da die Beobachtungszeit des Vermessungsschiffes „Meteor" die Monate Mai bis September umfaßt, so können wir hier wohl annehmen, daß der SE-Passat in dieser Jahreszeit das Gebiet von 30° S. Br. bis zum Äquator beherrscht. Unter dieser Annahme werden die SE-Luftmassen, die vom polaren Rande des Passats herkommen, erst nach zwei Tagen auf 20° S. Br., nach drei Tagen auf 15° S. Br. und nach vier Tagen auf 10° S. Br. ankommen.

Mit der Annahme $= 50$ gr cm^{-1} sec^{-1} ist $\mu^2 = 3{,}9 \cdot 10^4$. Führen wir dieses in (21) ein, und berücksichtigen wir die Glieder für n = o, so haben wir für die Temperaturverteilung:

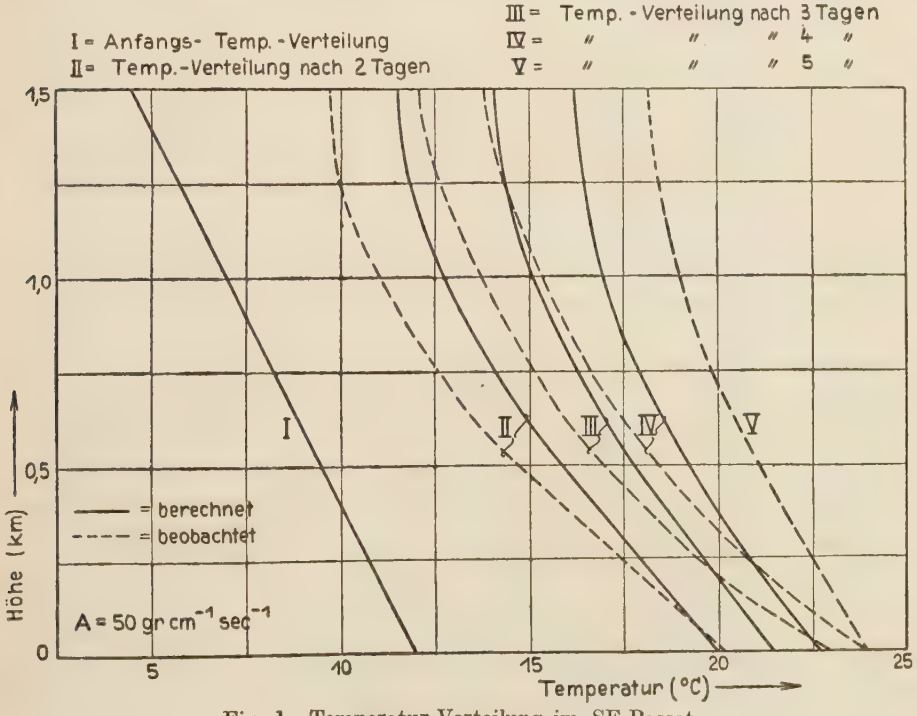

Fig. 1. Temperatur-Verteilung im SE-Passat.

$T_2(z)$ = Temperaturverteilung in 20^0 S. Br. = $20 - 11{,}67\, e^{-0{,}3304} \sin \frac{1}{2} \frac{\pi}{h_m} z$

$T_3(z)$ = „ „ 15^0 S. Br. = $21{,}5 - 10{,}38\, e^{-0{,}3304} \sin \frac{1}{2} \frac{\pi}{h_m} z$

$T_4(z)$ = „ „ 10^0 S. Br. = $22{,}7 - 9{,}08\, e^{-0{,}3304} \sin \frac{1}{2} \frac{\pi}{h_m} z$,

und für die Feuchtigkeitsverteilung:

$Q_2(z)$ = Spez. Feuchtigkeitsvertlg. in 20^0 S. Br. = $9{,}1 - 5{,}16\, e^{-0{,}3304} \sin \frac{1}{2} \frac{\pi}{h_m} z$

$Q_3(z)$ = „ „ „ 15^0 S. Br. = $11{,}1 - 6{,}25\, e^{-0{,}3304} \sin \frac{1}{2} \frac{\pi}{h_m} z$

$Q_4(z)$ = „ „ „ 10^0 S. Br. = $12{,}9 - 6{,}78\, e^{-0{,}3304} \sin \frac{1}{2} \frac{\pi}{h_m} z$,

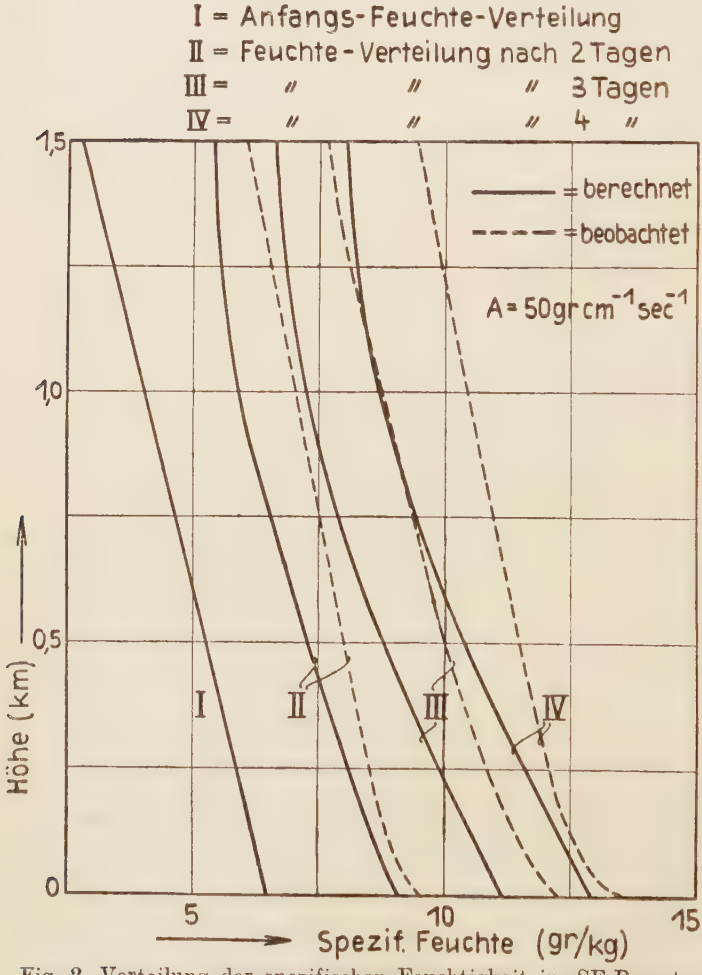

Fig. 2. Verteilung der spezifischen Feuchtigkeit im SE-Passat.

hierbei wurde h_m = 1500 m gesetzt. Die numerischen Werte der Verteilung von Temperatur und spezifischer Feuchtigkeit für die verschiedenen Höhen, die durch obige Formeln berechnet wurden, sind in den Tab. 6 und 7 angegeben. Die Verteilungskurven, die aus den Tab. 6 und 7 abgeleitet wurden, sind in den Fig. 1 und 2 mit den aus den mittleren Beobachtungsdaten erhaltenen Kurven verglichen.

Beim Vergleichen der berechneten Werte mit den Beobachtungsergebnissen zeigt sich deutlich, daß diese beiden gar nicht übereinstimmen.

Bei der Temperaturverteilung liegen die berechneten Kurven von T_2 (nach 2 Tagen der Verteilung auf 20° S. Br. entsprechend), und T_3, T_4 rechts von den Kurven, die aus den Beobachtungsdaten gewonnen sind. Das bedeutet, daß der Wert des Exponentialfaktors zu klein oder dementsprechend der Wert $\left(\frac{1}{2}\frac{\pi}{h_m}\mu\right)^2\tau$ zu groß ist. Weiterhin sehen wir in Fig. 2, daß die berechneten Kurven für die spezifische Feuchtigkeitsverteilung wieder auf der linken Seite der beobachteten Kurven liegen, das bedeutet hier, daß der Wert des Ex-

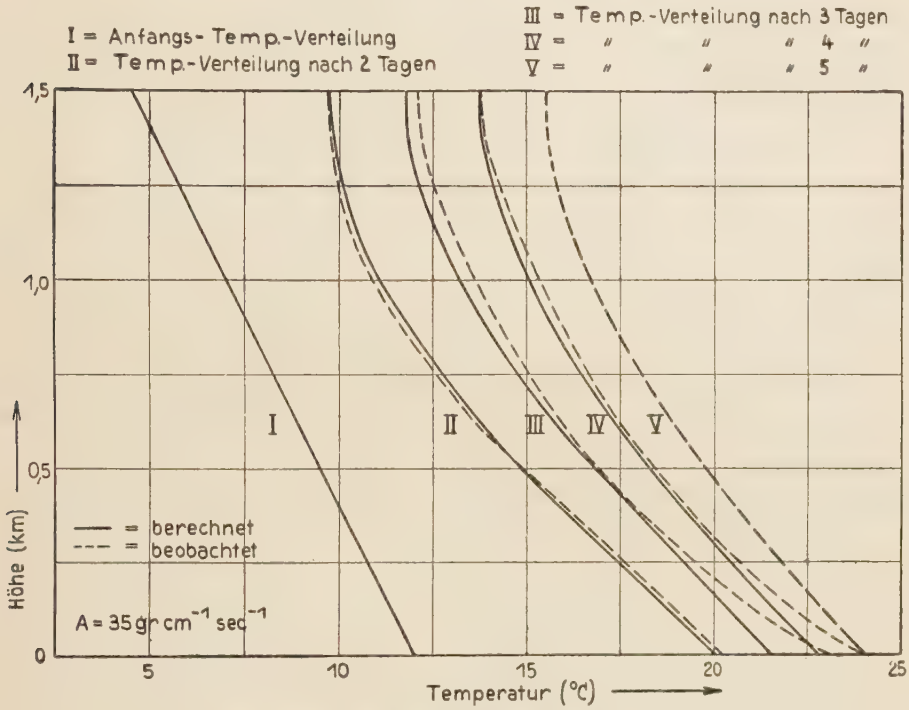

Fig. 3. Temperatur-Verteilung im SE-Passat (A = 35 c. g. s.).

ponentialfaktors zu groß oder $\left(\frac{1}{2}\frac{\pi}{h_m}\mu\right)^2\tau$ zu klein erscheint. Der Betrag des Ausdrucks $\left(\frac{1}{2}\frac{\pi}{h_m}\mu\right)^2\tau$ ist nun bestimmt durch μ und h_m, da hier τ für ein bestimmtes Zeitintervall eine Konstante ist. Es ist zwar möglich, daß die Unrichtigkeit des Betrages des Ausdrucks $\left(\frac{1}{2}\frac{\pi}{h_m}\mu\right)^2\tau$ durch fehlerhaftes h_m bedingt sein könnte, aber dann müßten die Abweichungen in beiden Fällen (für Temperatur und spezifische Feuchtigkeit) dieselben sein. So ist zu vermuten, daß hier erstens der Austauschkoeffizient A nicht den Wert 50 gr cm^{-1} sec^{-1} hat und daß zweitens die Austauschkoeffizienten nicht gleich sind für die Fälle des Wärme- bzw. Feuchtigkeitsaustausches.

Es ist deshalb die nächste Aufgabe, den richtigen Wert von A derart zu bestimmen, daß die Temperatur- und spezifische Feuchtigkeitsverteilung

mit den Beobachtungswerten übereinstimmt. Ich habe gefunden, daß der Wert A = 35 gr cm^{-1} sec^{-1} für Temperaturaustausch und A = 90 gr cm^{-1} sec^{-1} für spezifischen Feuchtigkeitsaustausch die Beobachtungen gut darstellt. Mit diesen Werten für A stimmten die berechneten Verteilungen für Temperatur und spezifische Feuchtigkeit sowohl im SE- als auch im NE-Passat sehr befriedigend mit den beobachteten Ergebnissen überein, wie aus den Tab. 8, 9, 10 und 11, sowie aus den Fig. 3, 4, 5 und 6 ersichtlich ist*).

b) Energieakkumulation in der Passatgrundströmung.

Nun sind wir in der Lage, den wichtigsten Teil unserer Aufgabe zu behandeln, nämlich die Energieakkumulation in der Passatgrundströmung. Wir hatten schon darauf hingewiesen, daß die gesamte Energie einer Luftmasse nicht nur von der Temperatur, sondern auch von der latenten Verdampfungswärme des in der Luftmasse vorhandenen Wasserdampfes abhängigist. So bedeutet eine Erhöhung der spezifischen Feuchtigkeit ebenso eine Erhöhung der Energie, wie die Zufuhr thermischer Energie. Demnach müssen wir die gesamte Energiezufuhr in der Passatgrundströmung in zwei Teile zerlegen, dereneinerderEnergiezufuhr durch die Erhöhung der Temperatur und deren andererderEnergiezufuhr durch Aufnahme des Wasserdampfes entspricht.

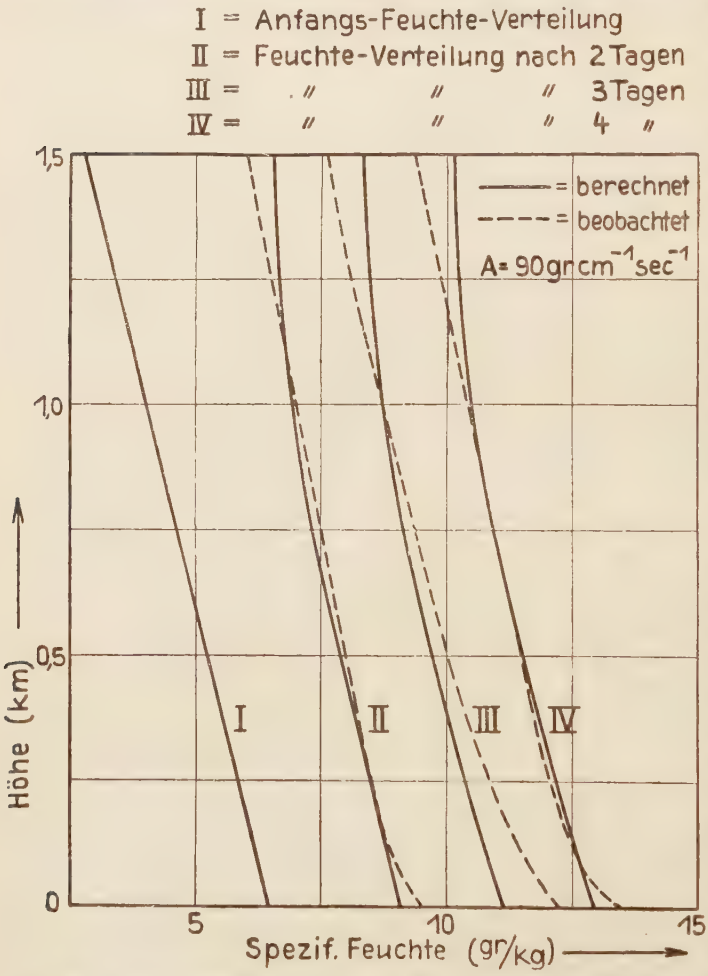

Fig. 4. Verteilung der spezifischen Feuchtigkeit im SE-Passat (A = 90 c. g. s.).

*) Das von uns gefundene Ergebnis bestätigt die von J. P. Jacobsen vertretene Auffassung, daß der Austauschkoeffizient für verschiedene Austauscheigenschaften verschieden sein muß.

Wir betrachten eine vertikale Luftsäule von 1 m^2 Querschnitt in der Grundströmung von der Meeresoberfläche bis zu der Inversionshöhe h_m. Im polaren Rande des Passates hat die Luftmasse eine anfängliche Vertikal-Verteilung der Temperatur $T_0(z)$; die gesamte Wärmemenge dieser Luftsäule ist

$$W_A = \int_0^{h_m} \varrho c_p T_0(z)\, dz,$$

wobei ϱ die Dichte der Luft und c_p die spezifische Wärme bei konstantem Druck darstellt. Die Grundströmung driftet aber unter ständiger Einnahme

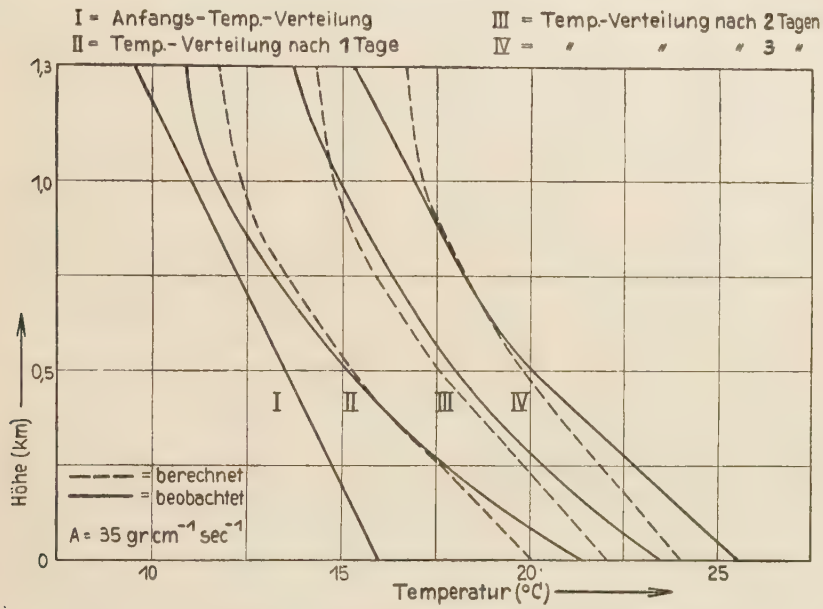

Fig. 5. Temperatur-Verteilung im NE-Passat (A = 35 c. g. s.).

von thermischer Energie (durch Austausch von der Meeresoberfläche) nach der Kalmenzone, so daß an der äquatorialen Grenze des Passats die Verteilung der Temperatur in $T_k(z)$ übergegangen ist. Die gesamte Wärmemenge in der betrachteten Luftsäule ist nun

$$W_E = \int_0^{h_m} \varrho c_p T_k(z)\, dz,$$

und die Differenz $W_E - W_A$ ergibt die akkumulierte Wärmemenge in der Luftsäule infolge Temperaturerhöhung:

$$W = W_E - W_A = \int_0^{h_m} \varrho c_p \{T_k(z) - T_0(z)\}\, dz.$$

In ähnlicher Weise können wir die gesamte Wasserdampfzufuhr der Luftsäule von der Meeresoberfläche durch folgendes Integral ausdrücken:

$$Q = Q_E - Q_A = \int_0^{h_m} \varrho \{Q_k(z) - Q_0(z)\}\, dz,$$

wobei $Q_0(z)$ bzw. $Q_k(z)$ die vertikale Verteilung der spezifischen Feuchtigkeit am polaren bzw. äquatorialen Rande des Passats bedeutet. Die gesamte Wärmezu-

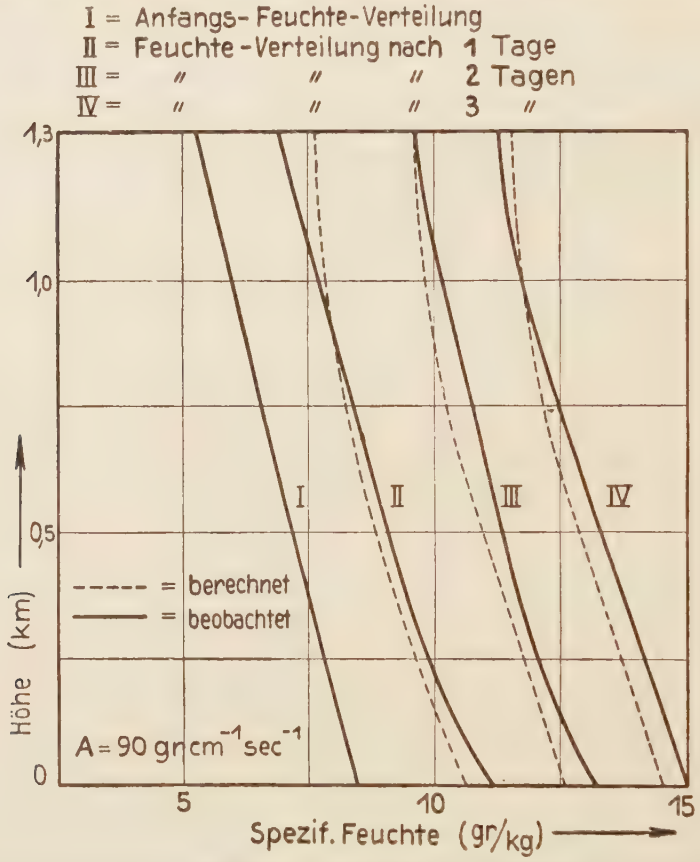

Fig. 6. Verteilung der spezifischen Feuchtigkeit im NE-Passat (A = 90 c. g. s.).

fuhr in der Luftsäule durch Aufnahme des Wasserdampfes ist dann gleich $Q \cdot r$ (r = Verdampfungswärme des Wassers, die rund 600 g Kal/g beträgt).

Indem wir die Temperaturverteilungen $T_0(z)$, $T_k(z)$ und die Feuchtigkeitsverteilungen $Q_0(z)$, $Q_k(z)$ in die obigen Formeln einführen, haben wir für das Nordostpassat-Gebiet:

$$W = \int_0^{h=1300} c_p \varrho \left\{\left[25{,}5 - 9{,}3\, e^{-0{,}229} \sin \frac{1}{2} \frac{\pi}{1500} z\right] - \left[16 - \frac{0{,}5}{100} z\right]\right\} dz$$

$$= 3354 \text{ kg Kal/m}^2,$$

$$Q \cdot r = 600 \cdot \varrho \int_0^{h=1300} \left\{ \left(17{,}5 - 6{,}76\, e^{-0{,}6} \sin \frac{1}{2} \frac{\pi}{h} z \right) - \left(8{,}5 - \frac{0{,}25}{100} z \right) \right\} dz$$

$$= 600 \cdot 1{,}4 \times 10^4 \text{ g Kal/m}^2$$

$$= 8400 \text{ kg Kal/m}^2.$$

Die gesamte Energieakkumulation im NE-Passat ist dann:

$$E_{NE} = 3354 + 8400 = 11\,754 \text{ kg Kal/m}^2.$$

Die gesamte Luftmasse in dieser Luftsäule ist gleich $h \cdot \varrho = 1{,}293 \cdot 1300 = 1680$ kg/m², so daß die Energieakkumulation pro Masseneinheit

$$11\,754/1680 = 7 \text{ kg Kal/kg}$$

beträgt.

Für den SE-Passat haben wir:

$$W = c_p \varrho \int_0^{h=1500} \left\{ \left(24{,}0 - 10{,}6\, e^{-0{,}229} \sin \frac{1}{2} \frac{\pi}{h} z \right) - \left(12 - \frac{0{,}5}{100} z \right) \right\} dz$$

$$= 4850 \text{ kg Kal/m}^2$$

und

$$Q \cdot r = 600 \cdot \varrho \int_0^{h=1500} \left\{ \left(18{,}4 - 4{,}67\, e^{-0{,}6} \sin \frac{1}{2} \frac{\pi}{h} z \right) - \left(6{,}5 - \frac{0{,}25}{100} z \right) \right\} dz$$

$$= 9540 \text{ kg Kal/m}^2.$$

Die gesamte Energieakkumulation im SE-Passat ist dann $E_{SE} = 9540 + 4850 = 14\,390$ kg Kal/m² oder gleich 7,5 kg Kal/kg.

Unsere Ergebnisse für die akkumulierte Energie pro Masseneinheit, also 7 kg Ka/kg für den NE- und 7,5 kg Kal/kg für den SE-Passat, stimmen mit dem v. Fickerschen Resultat 10 kg Kal/kg befriedigend überein, denn der kleinere Wert 7 kg Kal/kg kann dadurch erklärt werden, daß H. v. Ficker nur die Beobachtungsdaten der unteren Luftschichten der Rechnung zugrunde legt, die deshalb größere Beträge liefern als der mittlere Wert für die ganze Passatgrundströmung, der unseren Rechnungen zugrunde liegt. Jedenfalls ist die übereinstimmende Größenordnung eine Stütze beider Rechnungen.

Es ist vielleicht sehr instruktiv, das Verhältnis zwischen der Energiezufuhr durch die Passate und der Energiezufuhr durch Sonnenstrahlung in der Kalmenzone zu berechnen. Wir stellen zwecks solcher Berechnung folgende Überlegungen an: Die durch beide Passatgrundströme der Kalmenzone zugeführte Energie beträgt in der Sekunde pro Längeneinheit der Begrenzung (dS = 1 m, vgl. Fig. 7).

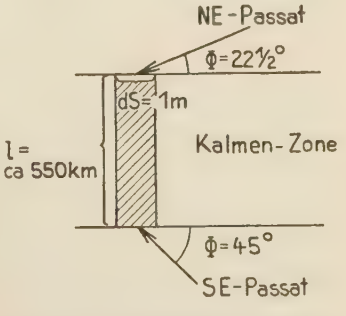

Fig. 7. Berechnung des Energietransports zur Kalmenzone.

Das ist aber nach unseren Ergebnissen gleich

$$11754 \cdot 9 \cdot \sin 22{,}5^0 + 1439 \cdot 9 \cdot \sin 45^0 = 13{,}3 \cdot 10^4 \text{ kg Kal/sec.}$$

Die mittlere Wärmemenge, die durch direkte und indirekte Sonnenstrahlung zur Erdoberfläche in 0—10° Breite kommt, wird von Baur und Philipps[16]) zu 0,249 g Kal/Min. cm² oder $\frac{0{,}249}{60} \cdot 10^4$ g Kal/sec.m angegeben. Die Kalmenzone hat eine mittlere Breite von ca. 5° Breitengraden, entsprechend einer Breite von ca. 550 km. Daher ist die Fläche gleich 550 $\cdot 10^3$ m². Die Strahlungsmenge, die diesem Areal zugeführt wird, ist dann

$$550{,}10^3 \cdot \frac{0{,}249}{60} \cdot 10^4 = 2{,}28 \cdot 10^4 \text{ kg Kal/sec,}$$

und das Verhältnis beider Größen ist fast 6 : 1, d. h. die Einstrahlung solarer Energie in der Kalmenzone beträgt nur ca. $^1/_6$ der durch die Passatgrundströmungen zugeführten Energie. Diese überraschende große Energieakkumulation in der Passatgrundströmung ist erstaunlich, aber verständlich auf Grund der Tatsache, daß die in dem großen Areal der beiden Passatgebiete zugeführte Strahlungsenergie mit Ausnahme der Ausstrahlung der untersten Luftschicht und der Meeresoberfläche in der Passatgrundströmung akkumuliert und der Kalmenzone zugeführt wird. Das obige Verhältnis 6 : 1 der Energiemengen entspricht dann ungefähr dem Verhältnis der Areale beider Passatgebiete zum Areal der Kalmenzone; zudem ist nach den Angaben von Baur und Philipps die Summe von direkter und indirekter Sonnenstrahlung mit 0,27 g Kal/min cm² etwas größer in den Passatbreiten als in der Tropenzone.

Man kann der Auffassung sein, daß die in den Passatgrundströmungen akkumulierten Energiemengen beim Fehlen einer Passatinversion ja auch der Tropenzone zugeführt würden. Aber abgesehen davon, daß man keine Gewähr dafür hat, daß beim Fehlen der Passatinversion das sich dann entwickelnde Strömungssystem des „inversionsfreien" Passats mit dem des Passats mit Inversion zusammenfällt, resultiert zumindest aus der Energieakkumulation in der Passatgrundströmung eine Zufuhr von Energie in die Kalmenzone in Bodennähe, d. h. bei hohen Temperaturen, woraus nach einem bekannten Satz der Thermodynamik eine Vergrößerung des Nutzeffekts der als thermodynamische Maschine aufgefaßten Passatzirkulation resultiert.

5. ZUSAMMENFASSUNG.

Als Ergebnis dieser Arbeit ergibt sich zunächst das Resultat, daß die Verteilung von Temperatur und spezifischer Feuchtigkeit in der Passatgrundströmung durch die Theorie des Austausches befriedigend erklärt werden kann. Es ergibt sich dabei, daß die Austauschkoeffizienten für Temperatur und spezifische Feuchtigkeit deutlich voneinander verschieden sind, ersterer beträgt $A = 35\,\text{g cm}^{-1}\,\text{sec}^{-1}$ und letzterer $90\,\text{g cm}^{-1}\,\text{sec}^{-1}$. Mit diesen Werten für A finden wir, daß die Energieakkumulation pro Masseneinheit der Größenordnung nach mit dem v. Fickerschen Wert sehr befriedigend übereinstimmt.

Es zeigt sich, daß durch die in den Passatgrundströmungen akkumulierte Energie der Kalmenzone im Mittel eine Energiemenge zugeführt wird, die das 6,0 fache der solaren Energieeinstrahlung in der Kalmenzone beträgt.

Tabelle 1.
Passatinversionshöhenlage (in m).

Breitengrade	5°	10°	15°	20°	25°	30°	35°
NE	1674	1346	1112	1162	1200	1160	1428
SE	1488	1624	1491	1305	1468	1356	—

Tabelle 2.
Windgeschwindigkeit (m/sek) in verschiedenen Höhen.

Breite \ Höhe		Oberfläche	200 m	500 m	1000 m	1500 m
Nord	20—15°	7,9	11,3	11,4	8,6	8,0
	15—10°	8,3	10,3	11,0	9,5	9,0
	10—5°	7,0	9,0	9,4	8,9	8,7
	5—0°	6,5	8,7	8,7	8,1	9,0
Süd	0—5°	6,7	8,6	9,0	8,5	7,9
	5—10°	7,6	8,6	9,0	7,6	6,5
	10—15°	8,0	10,2	10,3	9,3	9,9
	15—20°	5,4	8,0	8,4	6,8	5,3
	20—25°	7,4	9,6	9,5	8,5	8,3
	25—30°	6,9	9,4	9,6	8,9	7,9
	30—35°	8,0	11,4	12,3	11,5	13,7

Tabelle 3.
Vertikale Anfangsverteilung von Temperatur und spezifischer Feuchtigkeit.

	SE-Passat	NE-Passat
Temperatur Verteilung	$T_0(z) = 12 - \frac{0{,}5\,z \text{ (in Meter)}}{100}$	$T_0(z) = 16 - \frac{0{,}5}{100} z$
Spezif. Feuchte Verteilung	$Q_0(z) = 6{,}5 - \frac{0{,}25}{100} z$	$Q = 8{,}5 - \frac{0{,}25}{100} z$

Tabelle 4.
Mittlere Verteilung der Temperatur (Beobachtungswerte, ° C).

Höhe (m)	NE-Passat			SE-Passat		
	20° N	15° N	10° N	20° S	15° S	10° S
6	21,3	23,5	25,5	20,2	23,0	24,1
200	18,3	20,8	23,3	17,9	20,0	21,4
500	15,1	18,0	20,0	14,7	16,9	18,4
1000	11,7	14,9	16,9	11,0	13,7	15,3
1300 für NE	10,9	13,7	15,3			
1500 „ SE				9,7	12,1	13,8

Tabelle 5.

Mittlere Verteilung der spezifischen Feuchtigkeit (Beobachtungswerte, g/kg).

Höhe (m)	NE-Passat			SE-Passat		
	20° N	15° N	10° N	20° S	15° S	10° S
6	11,10	13,20	15,00	9,5	12,3	13,5
200	10,1	12,20	14,30	8,6	11,1	12,2
500	9,05	11,10	13,30	8,0	10,0	11,5
1000	7,70	10,20	11,80	7,0	8,7	10,4
1300 für NE	6,90	9,60	11,30			
1500 „ SE				6,0	7,65	9,4

Tabelle 6.

Temperatur-Verteilung im SE-Passat (berechnet mit $A = 50$ g/cm^{-1} sek^{-1}).

Höhe (m)	$\tau = 2$ Tage	$\tau = 3$ Tage	$\tau = 4$ Tage	$\tau = 5$ Tage
0	20,00	21,50	22,70	24,00
150	18,80	20,35	21,50	23,10
300	17,55	19,24	20,44	22,20
450	16,25	18,10	19,50	21,30
600	15,06	17,13	18,62	20,52
750	14,10	16,28	17,82	19,80
900	13,20	15,50	17,20	19,28
1050	12,50	14,85	16,82	18,85
1200	11,95	14,40	16,50	18,50
1350	11,60	14,15	16,28	18,24
1500	11,50	14,02	16,18	18,12

Tabelle 7.

Verteilung der spezif. Feuchte im SE-Passat (berechnet mit $A = 50$ g/cm^{-1} sek^{-1}) (g/kg).

Höhe (m)	$\tau = 2$ Tage	$\tau = 3$ Tage	$\tau = 4$ Tage
0	9,10	11,10	12,90
150	8,45	10,40	12,10
300	7,94	9,70	11,38
450	7,48	9,00	10,60
600	6,98	8,38	10,00
750	6,52	7,90	9,44
900	6,10	7,45	8,95
1050	5,78	7,10	8,60
1200	5,60	6,85	8,30
1350	5,45	6,70	8,10
1500	5,40	6,60	8,02

Tabelle 8.

Temperatur-Verteilung im SE-Passat (berechnet mit $A = 35$ g cm^{-1} sek^{-1}) in °C.

Höhe (m)	$\tau = 2$ Tage	$\tau = 3$ Tage	$\tau = 4$ Tage	$\tau = 5$ Tage
0	20,00	21,50	22,70	24,00
150	18,40	20,10	21,35	22,70
300	16,90	18,72	20,00	21,40
450	15,34	17,24	18,65	20,15
600	13,97	16,00	17,50	19,10
750	12,80	14,80	16,40	18,10
900	11,70	13,80	15,50	17,20
1050	10,80	12,52	14,80	16,50
1200	10,20	12,00	14,20	15,98
1350	9,90	11,90	13,83	15,55
1500	9,76	11,75	13,75	15,50

Tabelle 9.

Verteilung der spezif. Feuchte im SE-Passat (g/kg) (berechnet mit $A = 90$ g cm^{-1} sek^{-1}).

Höhe (m)	$\tau = 2$ Tage	$\tau = 3$ Tage	$\tau = 4$ Tage
0	9,10	11,10	12,90
150	8,70	10,70	12,50
300	8,35	10,30	12,10
450	8,00	9,84	11,65
600	7,65	9,50	11,29
750	7,34	9,15	10,94
900	7,10	8,90	10,68
1050	6,85	8,66	10,42
1200	6,70	8,50	10,30
1350	6,60	8,40	10,20
1500	6,52	8,36	10,15

Tabelle 10.

Temperatur-Verteilung im NE-Passat (berechnet mit $A = 35$ g cm^{-1} sek^{-1}).

Höhe (m)	Nach 2 Tagen	Nach 3 Tagen	Nach 4 Tagen
0	20,00	22,00	24,00
260	17,50	19,70	21,70
520	15,17	17,43	19,68
780	13,30	15,70	18,00
1040	12,20	14,60	17,00
1300	11,80	14,20	16,00

Tabelle 11.

Verteilung der spezif. Feuchte im NE-Passat (berechnet mit $A = 90$ g cm^{-1} sek^{-1}).

Höhe (m)	Nach 2 Tagen	Nach 3 Tagen	Nach 4 Tagen
0	10,60	12,60	14,50
260	9,60	11,75	13,60
520	8,78	10,90	12,80
780	8,20	10,25	12,10
1040	7,80	9,80	11,70
1300	7,65	9,64	11,55

LITERATURNACHWEISE.

1. H. v. Ficker, Die Passatinversion. Veröffentl. d. Meteorol. Inst. d. Univ. Berlin. Bd. I, Heft 3, Berlin 1936.
2. H. v. Ficker, Bemerkung über den Wärmeumsatz innerhalb der Passatzirkulation. Sitz.-Ber. d. Preuß. Akad. d. Wiss. Berlin, Phys.-math. Klasse, 1936, S. 103—114.
3. H. U. Sverdrup, Der nordatlantische Passat. Veröffentl. d. Geophysikal. Inst. d. Univ. Leipzig, 2. Serie, Bd. II, Heft 1.
4. R. Wenger, Untersuchungen über die Mechanik und Thermodynamik der freien Atmosphäre im nordatlantischen Passatgebiet. Inaug.-Diss. Straßburg. Leipzig 1910.
5. H. v. Ficker, vgl. Literaturnachweis Nr. 2.
6. J. Reger, Der Südostpassat. Beitr. z. Phys. d. frei. Atm., Bd. XIII, 1927, S. 59—63.
7. Wiss. Ergebn. der Dt. Atlant. Exped. auf dem Forschungs- u. Vermessungsschiff „Meteor" 1925—27. Bd. XV. Berlin-Leipzig 1933.
8. Teisserenc de Bort und L. Rotch, Etude de l'atmosphère marine par sondages aériens. Annales du Bureau Central Météorol. de France, 1905, I, Mémoires. Paris 1909.
9. H. Hergesell, Veröffentl. d. Intern. Kommission f. wissenschaftl. Luftfahrt, Jahrgang 1907—1909.
10. W. Schmidt, Der Massenaustausch in freier Luft und verwandte Erscheinungen. Probl. d. Kosm. Physik, Bd. VII, Hamburg 1925.
11. G. J. Taylor, Eddy motion in the atmosphere. Phils. Trans. A, 215, 1925; Phenomena connect with turbulence in the lower atmosphere. Proc. Roy. Soc. London, Bd. 94, 1918; Diffusion by continous movements. Proc. Roy. Soc. London, Serie 2, Bd. 20, 1922. Vgl. auch: D. Brunt, Physical and Dynamical Meteorology. Cambridge 1934, S. 219ff.
12. Riemann-Weber, Die partiellen Differentialgleichungen der Physik. Bd. 2, 5. Aufl., Braunschweig 1912.
13. Ph. Frank und R. v. Mises, Die Differential- und Integralgleichungen der Mechanik und Physik, 2. Teil, 2. Aufl., Braunschweig 1935.
14. H. U. Sverdrup und Th. Hesselberg, Die Reibung in der Atmosphäre. Veröffentl. d. Meteorol. Inst. d. Univ. Leipzig, 2. Serie, Bd. I, Heft 10.
15. Hann-Süring, Lehrbuch der Meteorologie, 4. Aufl., Leipzig 1926, S. 465.
16. F. Baur und H. Philipps, Der Wärmehaushalt der Lufthülle der Nordhalbkugel. Gerlands Beiträge z. Geophysik, Bd. 42, S. 160—207.

LEBENSLAUF

Am 9. September 1907 wurde ich, Jeou-jang J a w , in Wuschien, Provinz Chekiang, China, geboren. Ich besuchte die dortige Mittelschule von 1916—1926 und anschließend die Vorbereitungsabteilung der staatlichen Universität zu Chekiang in Hangchow, an der ich 1929 das Reifezeugnis erwarb. Darauf studierte ich Physik auf der staatlichen Tsing-Hua-Universität zu Peiping, erwarb 1933 den Grad eines Bachelor of Science und war anschließend ein Jahr als Assistent des Physikalischen Instituts der Tsing-Hua-Universität tätig. Im Jahre 1934 bestand ich die Staatsprüfung und erhielt daraufhin ein Stipendium der Tsing-Hua-Universität für ein Studium der Meteorologie und Geophysik in Deutschland. Nachdem ich noch ein Jahr am Meteorologischen Institut der Academia Sinica in Nanking praktiziert hatte, begann ich mein Studium in Deutschland an der Friedrich-Wilhelms-Universität zu Berlin im Winter-Semester 1935/36.

Ich hörte hier die Vorlesungen der Herren Professoren und Dozenten: Bartels, Defant, v. Ficker, Grotrian, Henning, Kähler, Knoch, Kölzer, Orthmann, Wüst, Zistler, und fühle mich allen diesen akademischen Lehrern zu Dank verpflichtet.